维普资讯 http://www.cqvip.com

对富铝型豆荚状铬铁矿矿床成因的新认识

——以新疆萨尔托海铬铁矿矿床为例

鲍佩声 王希斌 郝梓国 彭根永

（中国地质科学院地质研究所）

张让民 陈清植 杨廷辉

（新疆自治区地质矿产局第七地质大队）

内容提要：萨尔托海铬铁矿矿床产于萨尔托海蛇绿岩块的地幔橄榄岩中，属于富铝型豆荚状铬铁矿床。该矿床与一套橄长岩和辉长岩类岩石紧密伴生，矿体周围常被一薄的绿泥石壳所包裹。本区铬铁矿的形成包括两个阶段：第一阶段是原始地幔岩经高度熔融形成富铬铬铁矿；第二阶段形成富铝铬铁矿。交代作用伴随着新生单斜辉石和斜长石的形成。原始地幔岩的高度熔融以及基性熔体在地幔橄榄岩中的形成和存在是萨尔托海铬铁矿形成的先决条件。

主题词：原始地幔岩高度熔融 富铬铬铁矿 基性熔体交代 富铝铬铁矿 萨尔托海

产于阿尔卑斯橄榄岩或蛇绿岩套地幔橄榄岩中的豆荚状铬铁矿的一个重要特征是铬铁矿矿石的Cr_2O_3（15—65%）和Al_2O_3（6—43%）含量有较宽的范围，且两者显示强烈的相互消长变化，这一特征曾被称为双频成分分布[1]，而矿石中MgO和FeO的含量通常很低且稳定，且前者含量常大于后者。

豆荚状铬铁矿矿床依其矿石中Cr_2O_3和Al_2O_3含量可区分为富铝和富铬两种类型。富铝的Al_2O_3含量通常大于20%，而Cr_2O_3含量小于45%，属耐火级矿石；富铬的Al_2O_3含量小于20%，而Cr_2O_3大于45%，属冶金级矿石。

豆荚状铬铁矿矿床产于堆晶杂岩之下的地幔橄榄中。富铝型铬铁矿矿床既可与富铬型铬铁矿矿床同时产于某一地幔橄榄岩的不同部位（如菲律宾的马欣洛克及圣安东尼奥岩体、古巴的卡马圭岩体、澳大利亚的库拉克岩体）[2]，也可单独产于地幔橄榄岩中（如菲律宾的卡邦岸岩体、新疆的萨尔托海岩体及洪古勒楞岩体、内蒙贺根山岩体）。

对富铝铬铁矿的成因至今尚缺乏深入的研究。多数学者持岩浆观点，认为其形成与富铝熔体有关[3-6]，当熔体成分接近尖晶石（$MgAl_2O_4$）液相线时形成铝铬铁矿[7]；高铝铬铁矿中的Al_2O_3含量可能是橄长岩含铝高的反映[8]；富铝铬铁矿是从含钙铝较高的熔体中晶出的[9]；不同成分的母岩浆导致了耐火级和冶金级铬铁矿在空间上和岩性上的分离[10]。另一部分学者只间接地指出了影响铬铁矿成分变化的因素：指出了不同的温度压力控制了铬尖晶石的成分差异[11]，铬铁矿的Cr/(Cr+Al)比值的增加明显地可作莫霍面以下铬铁矿形成深度的函数[6]；在固相线以上铬尖晶石的成分随温度的增高而变得成富铬[12]；铬铁矿成分的明显变化可能由超基性岩浆的分离结晶作用产生[13]，铬铁矿中Cr/(Cr+Al)的增高反映地幔中局部熔融程度的增加[14]。

笔者近年来的研究表明，富铬型豆荚状铬铁矿矿床是原始地幔岩高度熔融的最终产

维普资讯 http://www.cqvip.com

物[15]。本文将以萨尔托海铬铁矿矿床为例，着重探讨富铝型豆荚状铬铁矿矿床的成因，提出了富铝型豆荚状铬铁矿是由富铬造矿组分经地幔交代作用而形成的新认识。

一、地 质 背 景

西准噶尔蛇绿岩分布广泛，萨尔托海岩块出露于西准噶尔达拉布特蛇绿岩带的东北段。其构造位置居扎依尔华里西褶皱带内的达拉布特断裂北侧。它同该区大多数蛇绿岩块一样多被冲断层强烈肢解，极少保留完整的蛇绿岩剖面，多呈蛇绿混杂体产出。

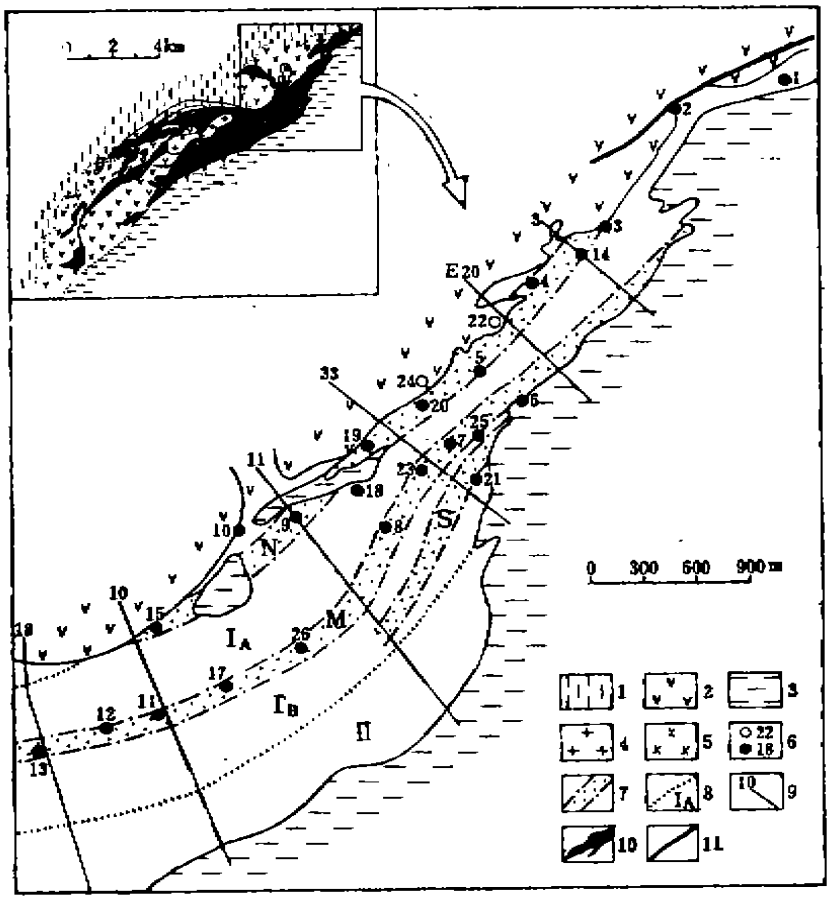


图 1 萨尔托海岩块岩相带及矿带分布图

（据新疆地矿局第七地质大队资料编制）

1—中泥盆统凝灰质碎屑岩；2—中基性熔岩夹硅质岩等（中泥盆统）；3—下石炭统含生物化石碎屑岩；4—花岗岩；5—辉绿辉长岩；6—矿群及编号（空心示围岩下隐伏矿群）；7—矿带，N、M、S分别示北、中、南矿带；8—岩相带界线及编号；9—勘探线及编号；10—超镁铁岩块；11—断层

Fig. 1. Geological map showing distribution of petrofacies belts and ore belts in the Sartuohai block

1—Middle Devonian tuffaceous clastic rocks; 2—Middle Devonian intermediate-basic lava intercalated with siliceous rocks; 3—Lower Carboniferous fossil-bearing clastic rocks; 4—Granite; 5—Diabase-gabbro; 6—Ore groups and their serial number (hollow circle showing concealed ore groups under country rocks); 7—Ore belts (N, M and S stand for north, middle and south ore belt respectively); 8—Boundary of petrofacies belt and its serial number; 9—Exploratory line and its serial number; 10—Ultramafic block; 11—Fault.

维普资讯 http://www.cqvip.com

超镁铁岩块是构成该区混杂体的主体，其次有基性熔岩（细碧岩化玄武岩），辉长辉绿岩，放射虫硅质岩（放射虫时代为中泥盆世❶）以及凝灰岩等岩块。蛇绿岩块的上盘(北侧)围岩为一套火山碎屑岩＋熔岩组合，产海相化石，其时代为中泥盆世；岩块的下盘（南侧）围岩主要为下石炭统碎屑沉积岩类，产早石炭世植物化石和古孢子❷，地层产状呈NE-SW向延伸，倾向NW，呈单斜产出。

萨尔托海岩块侵位于两套地层之间，构成了由上而下、由老到新依次为中泥盆统—蛇绿岩岩块—下石炭统的纳布（Nappe）构造。

萨尔托海超镁铁岩块地表形态复杂（图1）：东段窄，中段膨大，西段分三支并撒开。该岩块全长22.5km，最宽处2 km，最窄处不足100m，总面积19.5km²。岩块走向NE，倾向NW，北界面陡（60°—80°），南界面缓（30°—50°）。

超镁铁岩主要由贫辉斜辉橄榄岩（Opx<15—20%）和纯橄岩组成，其次有斜辉橄榄岩和二辉橄榄岩。此外，含长斜辉橄榄岩和大量辉长岩-橄长岩分凝体的出现也是本区岩块的主要特征。

本区超镁铁岩为地幔岩的熔融残余。因此，可按其熔融程度、岩石组合及其层位关系划分为以下两个岩相带：

1．高熔残余岩相带——纯橄岩-贫辉斜辉橄榄岩岩相带（Ⅰ）。出露于岩块北半部，占岩块总面积的2/3。该岩相带以含有较多和较大的纯橄岩为特征。此外，还有大量基性岩分凝体。

该岩相带为本区的主要成矿带，包括上亚带（$Ⅰ_A$）和下亚带（$Ⅰ_B$）。前者以含更多和更大的纯橄岩透镜体而区别于后者，两者呈渐变过渡。

2．低熔残余岩相带——斜辉橄榄岩-二辉橄榄岩岩相带（Ⅱ）。分布于高熔残余岩相带南侧并与之过渡。它以纯橄岩少、辉石含量增高为特征。

二、萨尔托海铬铁矿矿床地质

萨尔托海超镁铁岩块内已发现大小矿体500余个，多集中于岩块的东段和中段。形成26个矿群。按其空间分布及矿床特征可划分为三个矿带，在剖面上相当于上、中、下三个含矿层。

1．北部(上部)矿带：位于岩块北缘，产于高熔残余带的上亚带中。全长约4.5km，宽100—150m，包括13个矿群。矿带的产状与岩带边界大致平行，呈NE向展布，倾向NW，倾角15°—50°不等，并向SW侧伏。矿体的直接围岩多为纯橄岩，其产状与矿体一致，多平行于斜辉橄榄岩的叶理。矿体多为透镜状和豆荚状，与围岩界线截然，矿体周围常包有一层极薄的绿泥石外壳。矿石以块状和准块状为主，浸染状少量。矿石中Cr_2O_3含量小于45%，属于铬、铝中等的耐火级矿石。

2．中部矿带：位于高熔残余带的下亚带上部，包括10个矿群。矿带长5 km，宽约100m，NE40°—60°略呈"S"形展布。总体倾向NW，倾角50°—70°，并向NW侧伏。矿带深部

❶ 冯益民等，1987，中国新疆西准噶尔山系构造演化

❷ 新疆区测队，1966，1:20万克拉玛依幅地质图及说明书

维普资讯 http://www.cqvip.com

产状随岩块基底产状的变化而变化。矿体的直接围岩既可为纯橄岩，也可为斜辉橄榄岩，而且在较大矿床的上部常见有橄长岩分凝体。矿体周围仍可见绿泥石薄壳（照片1）。矿石类型以稠密浸染状为主，块状次之。是本区主要矿带之一。

3．南部（下部）矿带：位于岩块中部偏南，产于高熔残余带下亚带的下部。目前在该带只发现两个矿群（21和25）。西段勘探程度较低，尚待追索圈定。矿体围岩除纯橄岩外，尚有斜辉橄榄岩和碳酸盐化蛇纹岩等。矿石类型以浸染状为主，其成矿远景及矿石质量均不如前两个矿带。

总之，该矿床显示了豆荚状铬铁矿床的一切特点：矿体沿走向和倾向延伸有限，并成群出现，分段集中，形成某种等距性的分布特点。

三、富铝型豆荚状铬铁矿矿床的成因机制

富铝型豆荚状铬铁矿矿床与富铬型豆荚状铬铁矿矿床一样，均产于纯橄岩-贫辉斜辉橄榄岩杂岩带中，说明了两者的成因机制有共同之处，即两者都是原始地幔岩高度熔融的最终产物。然而，富铝型铬铁矿矿床经常与一套有密切生因联系的橄长岩或橄榄辉长岩和辉长岩类岩石紧密伴生，且矿体四周常被一层厚度不大的绿泥石壳所包裹，这些特征揭示了两种类型铬铁矿在成因机制上存在着明显差异。

1.地幔橄榄岩的熔融分带

（1）地幔橄榄岩的熔融分带：据辉石温压计算得知，萨尔托海橄榄岩的原始地幔岩类型为石榴石地幔岩，其原始产出深度相当66—100km。此深度的石榴石地幔岩因地幔对流或底辟而上升，随压力的降低必然引起部分熔融[16]。高压熔融实验表明[17,18]，随熔融程度的不断增高，造岩矿物的消失顺序依次为单斜辉石和尖晶石（石榴石）→斜方辉石→橄榄石。显然，随着两种辉石的依次消失，二辉橄榄岩将逐渐转变为纯橄岩。从而有力地说明萨尔托海地幔橄榄岩各亚类岩石的形成乃是石榴石地幔岩不同程度熔融的产物。底辟上部较其下部遭受更高度的部分熔融，故代表更高度熔融的纯橄岩和贫辉斜辉橄榄岩杂岩带则出现在地幔底辟的上部[15]，以富镁和高铬为特征，伴有豆荚状铬铁矿矿床；代表熔融程度较低的斜辉橄榄岩和二辉橄榄岩则出现在底辟的下部，以贫镁低铬为特征。这就构成了萨尔托海地幔橄榄岩的熔融分带剖面（图2）。

部分熔融的宏观证据表现在各亚类岩石之间互相过渡和互相包容，如在纯橄岩中常有斜辉橄榄岩的残余体（照片2）。部分熔融的微观证据是熔融残余结构的形成，表现为两种辉石常不一致熔融转变为橄榄石[12,19]。

两种辉石不一致熔融转变为橄榄石，从而导致由二辉橄榄岩→斜辉橄榄岩→纯橄岩的依次转变。这一熔融转变过程不仅表现为矿物的相转变，而且还伴随着矿物成分的一系列调整和再造作用以及岩石结构的变化，以达到每个具体熔融阶段上新的相平衡。纯橄岩是由贫辉斜辉橄榄岩进一步熔融形成的。因此，两者共同组成杂岩带。

矿物的调整和再造系指造岩矿物随熔融程度的增高，其成分逐渐向富镁的方向演化。从远矿围岩→近矿围岩→矿体，橄榄石、斜方辉石和单斜辉石的Mg'值（$Mg\times100/Mg+Fe^{2+}$，下同）均依次递增（表1，图3）。如橄榄石的Mg'值依次由90.4—91.2→93.4→95.8，镁橄

维普资讯 http://www.cqvip.com

橄石分子（Fo）由90→93→96。与此同时，橄榄石的〈FeO〉含量明显递减（由8.59—9.45%→6.40%→4.16%）；顽火辉石和透辉石也显示同样的演化趋势（表1，图3）。矿物的这一演化趋势是熔融程度递增的标志[17]。可见，随熔融程度的增高，铁不断地优先分离，并伴随着铝、钙、硅等元素的带出（进入玄武质熔体），从而导致向富镁的方向演化。在演化过程中释放出的铬将参与铬尖晶石成分的调整和再造，最终形成铬铁矿。

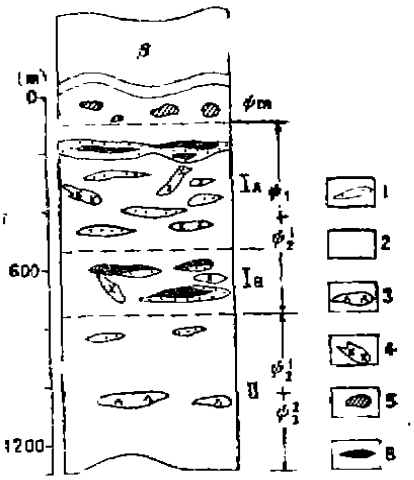


图 2　地幔橄榄岩的熔融分带剖面

1—纯橄岩；2—贫辉斜辉橄榄岩；3—二辉橄榄岩；4—橄长岩和辉长岩类；5—蛇纹混杂岩；6—铬铁矿矿体

Fig. 2. Section showing melting zonation of the mantle peridotite.

1—Dunite; 2—Opx-poor harzburgite; 3—lherzolite; 4—Troctolite and gabbroite; 5—Serpentinite melange; 6—Chromite orebody.

硅酸盐向富镁的方向演化和铬尖晶石向富铬的方向演化构成了两个平行的演化系列，它贯穿在石榴石二辉橄榄岩的整个熔融过程中，其结果必将导致富镁的岩石（纯橄岩）与富铬的铬铁矿紧密伴生。

随着熔融程度的增高，地幔橄榄岩和铬尖晶石的结构也发生相应的变化：在二辉橄榄岩中以粒状镶嵌结构为主；在斜辉橄榄岩中常发育熔融残余结构，铬尖晶石呈蠕虫状与辉石组成后成合晶。铬尖晶石的颜色相应地由褐绿色→褐色→褐红色，反映了其Cr_2O_3含量的递增和Al_2O_3含量的递减。

上述一系列变化表明，在由二辉橄榄岩→斜辉橄榄岩→纯橄岩的转变过程中，各种矿物均明显地参与了熔融反应，从而不断地改变着矿物的成分、结构和矿物的比例。

（2）富铬造矿组分的聚集和再造：铬铁矿与纯橄岩-贫辉斜辉橄榄岩杂岩带的紧密伴生表明，形成铬铁矿所需的铬应来自于地幔橄榄岩本身。萨尔托海地幔橄榄岩中的含铬矿物为铬尖晶石，其次为单斜辉石和斜方辉石（表1，2）。在地幔岩熔融过程中，铬尖晶石几乎与单斜辉石同时熔化，其溶滴仍留在橄榄岩中[17,18]。辉石中的铬将以铬尖晶石的形式（后成合晶）出溶（照片3a，3b）。可见，随着铬尖晶石和辉石的熔化，铬尖晶石发生了调整。

铬尖晶石成分的再造表现为随着地幔橄榄岩熔融程度的增高（从二辉橄榄岩→斜辉橄榄岩→贫辉斜辉橄榄岩→纯橄岩的递变），逐渐富铬而贫镁。例如，铬尖晶石的Cr′值（$Cr\times100/(Cr+Al)$，下同）由44（二辉橄榄岩）→54（斜辉橄榄岩）→58（贫辉斜辉橄榄岩）→65（纯橄岩）依次递增，其相应的Mg′值由60→58→52→45依次递减。Cr′与Mg′呈明显的反相关变化（表2，图4）。

当熔融程度更高时，纯橄榄岩中分散的副矿物铬尖晶石逐渐熔化并形成许多彼此隔开的滴状体，它们借助于地幔物质的剪切流动及塑性流动得以聚集[20,21]。当纯橄岩中铬尖晶石的

维普资讯 http://www.cqvip.com

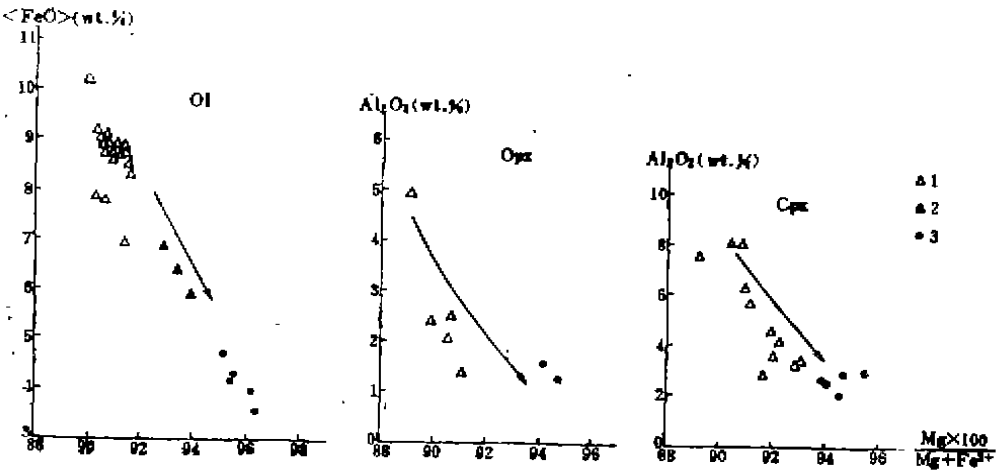


图 3 造岩矿物（Ol,Opx,Cpx）的成分演化趋势

1—在远矿围岩中（包括二辉橄榄岩，含单辉（或含长）斜辉橄榄岩，纯橄岩）；2—在近矿围岩（纯橄岩）中；3—在矿体中

Fig. 3. Compositional evolutionary trend of the rock-forming minerals (Ol, Opx, Cpx,).

1—In ore-distant country rocks (lherzolite, Cpx—/Pl—bearing harzburgite, dunite); 2—In near-ore country rocks (dunite); 3—In orebodies.

含量高达局部矿化时，便形成了浸染状铬铁矿。这些造矿组分经历了更高度的熔融及伴随熔融的再造，其Cr′值变得更高，故其成分点位于图4右上方。高铬浸染铬铁矿的存在说明萨尔托海造矿组分曾经历了高度熔融阶段，而且是富铬的。个别浸染铬铁矿成分点位于图4左下方，显示富铝的特点，为后期被富铝熔体交代的结果。

地幔的剪切对流可使富铬的熔滴由小到大，由稀疏浸染状聚集成稠密浸染状或块状。可以想见，熔融程度愈高，剪切流动愈强，则造矿组分的聚集程度也愈高。因此，豆荚状铬铁矿是在地幔橄榄岩发生局部熔融和塑性变形时形成的。萨尔托海地幔橄榄岩高度熔融的最终结果形成了高铬的铬铁矿，随后被基性熔体交代而形成富铝的铬铁矿矿床。

2.基性熔体的交代及富铝铬铁矿的形成

（1）基性熔体参与交代作用的证据：

①本区赋存富铝铬铁矿的地幔橄榄岩以经常伴有基性分凝体，如橄长岩、橄榄辉长岩和辉长岩等为特征。橄长岩呈长几米至几十米，宽几厘米至几米的似脉状体或透镜体。辉长岩脉规模较小，长数米，宽数十厘米。它们无规律地分布于橄榄岩中及矿群附近（图5）。这些脉岩与矿群关系密切，它们是地幔岩的熔出物，未被抽出而固结的产物。并见橄长岩穿插矿体的现象，故其形成晚于铬铁矿。

②橄榄岩中有新生的单斜辉石出现，其特征之一是具有特殊的结构，它们呈锯齿状断续分布于斜方辉石（或绢石）的边缘（照片4），或呈反应边包在斜方辉石的周围（照片5）。其特点之二是具有独特的化学成分，新生单斜辉石以Al_2O_3、TiO_2偏低（Al_2O_3变化于1.07—6.40%之间，其平均值为3%，TiO_2平均值为0.15%），MgO偏高（Mg′值92.9）（表3，图6）而区别于橄榄岩中原生单斜辉石（Al_2O_3变化于2.81—8.05%，平均值为5.19%，TiO_2平均值为0.36%，Mg′值为91.5）（表1）。

表 1 萨尔托海铬铁矿矿床围岩造岩矿物和矿石中脉石矿物的平均化学成分(%)

Table 1. Average chemical composition of rock-forming minerals from the country rocks and gangue minerals from the ores of the Sartouhai chromite deposit (in percentage)

	样品数	岩石名称	SiO_2	MgO	‹FeO›	MnO	TiO_2	Al_2O_3	CaO	Cr_2O_3	K_2O	Na_2O	NiO	Mg′	Fo
		Ol													
远矿围岩	7	二辉橄榄岩	41.02	48.00	8.65	0.18	0.02	0.07	0.21	0.02	0.05	0.09	0.33	90.8	91
	7	含单辉斜辉橄榄岩	41.55	48.56	8.59	0.13	0.00	0.09	0.04	0.04	0.03	0.16	0.43	91.2	91
	2	贫辉斜辉橄榄岩	41.82	48.90	8.76	0.14	0.15	0.00	0.07	0.00	0.06	0.15	0.43	90.9	91
	2	纯橄岩	10.56	49.75	9.45	0.14	0.00	0.16	0.13	0.08	0.05	0.05	0.41	90.4	91
近矿围岩	3	纯橄岩	42.32	50.70	6.40	0.09	0.00	0.00	0.04	0.11	0.02	0.00	0.21	93.4	93
矿石中包体	5		41.68	53.61	4.16	0.07	0.01	0.00	0.04	0.33	0.01	0.03	0.70	95.8	96
		Opx													
远矿围岩	2	二辉橄榄岩	55.77	31.41	6.27	0.18	0.04	3.79	1.71	0.85	0.00	0.05	0.00	90.0	90
	2	含单辉（含长）斜辉橄榄岩	56.90	32.07	6.17	0.16	0.08	2.21	1.63	0.76	0.03	0.00	0.14	90.3	90
	1	贫辉斜辉橄榄岩	57.70	33.67	5.89	0.26	0.00	1.38	0.43	0.43	0.00	0.00	0.00	91.1	91
矿石中包体	2		56.47	37.06	3.94	0.13	0.14	1.46	0.42	0.58	0.01	0.02		94.4	94
		Cpx													En Wo Fs
远矿围岩	6	二辉橄榄岩	52.15	15.69	2.78	0.10	0.37	6.44	20.29	0.87	0.00	1.09		99.9	49 46 5
	5	含单辉（含长）斜辉橄榄岩	51.82	16.45	2.49	0.10	0.34	3.68	22.76	1.27	0.01	0.38		92.2	48 48 4
矿石中包体	5		53.81	16.54	1.73	0.04	0.17	2.63	22.78	1.48	0.01	0.78	0.11	91.5	49 39 2

表 2 萨尔托海地幔橄榄岩各亚类岩石中及部分浸染状矿石中铬尖晶石的平均成分(%)

Table 2. Average chemical composition of chrome-spinels in various subtype peridotite rocks and some disseminated ores in Sartouhai (in percentage)

样品数	岩石名称	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	NiO	TiO_2	SiO_2	K_2O	Na_2O	CaO	Cr′	Mg′
2	二辉橄榄岩	31.54	36.37		16.98	13.68	0.06	0.13	0.13	0.37	0.06	0.00	0.00	44	60
8	斜辉橄榄岩（包括含单辉和含长者）	24.74	42.11		17.02	12.88	0.15	0.13	0.23	0.38	0.04	0.09	0.10	54	58
9	贫辉斜辉橄榄岩	21.47	44.05	5.96	18.97	11.22	0.35	0.12	0.09	0.17	0.01	0.23	0.09	58	52
4	纯橄岩	15.67	42.88	12.10	17.91	9.29	0.62	0.13	0.14	0.26			0.27	65	45
7	稀疏浸染矿石	12.56	49.36	10.57	19.78	10.54	0.50	0.16	0.26	0.31	0.09	0.06	0.08	75	47

注：表 1、2 中 $Cr' = Cr \times 100/(Al+Cr)$；$Mg' = Mg \times 100/(Mg+Fe^{2+})$

维普资讯 http://www.cqvip.com

维普资讯 http://www.cqvip.com

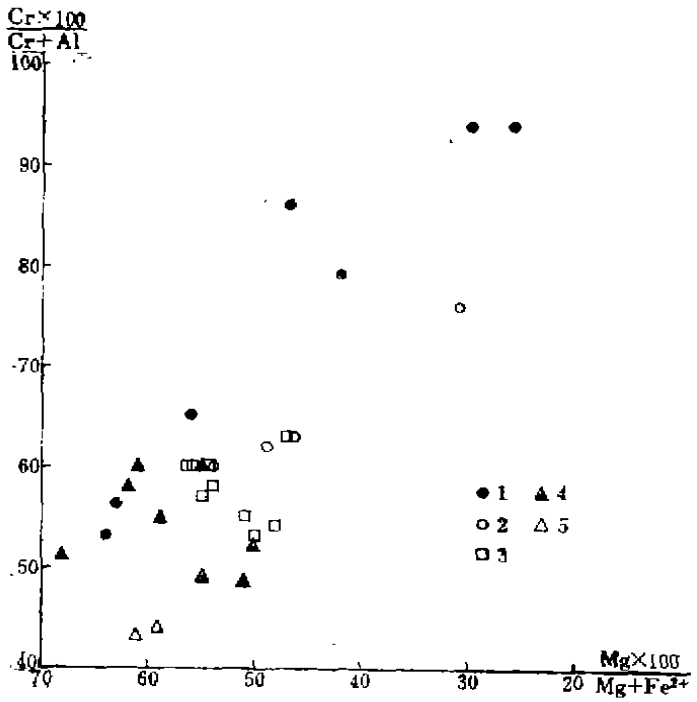


图 4 围岩中及部分矿石中铬尖晶石的Cr×100/(Cr+Al)和Mg×100/(Mg+Fe^{2+})相关图

1—在稀疏浸染矿石中；2—在纯橄岩中；3—在贫辉斜辉橄榄岩中；4—在斜辉橄榄岩中（包括含单辉或含长斜辉橄榄岩）；5—在二辉橄榄岩中

Fig. 4. Correlation between Cr×100/(Cr+Al) and Mg×100/(Mg+Fe^{2+}) of chrome-spinel from country rocks and some ores.

1—In sparsely-disseminated ores; 2—In dunite; 3—In Opx-poor harzburgite; 4—In harzburgite (including Cpx/Pl-bearing harzburgite); 5—In lherzolite.

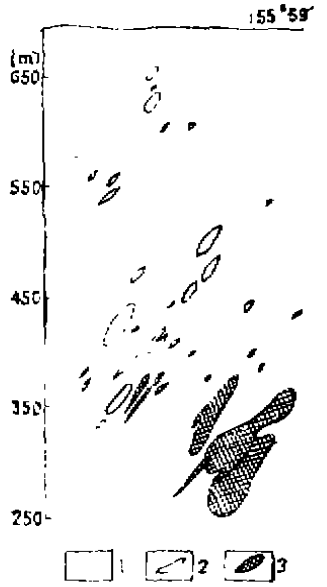


图 5 铬铁矿矿体和橄长岩辉长岩分凝体横投影图

1—地幔橄榄岩；2—橄长岩或辉长岩；3—铬铁矿矿体

Fig. 5. Cross projection of chromite orebodies as well as troctolite and gabbroite.

1—Mantle peridotite; 2—Troctolite and gabbroite; 3—Chromite orebody.

③部分橄榄岩中可见到他形斜长石，已绿泥石化，或被绿泥石及隐晶质集合体所置换。有意思的是该集合体的边缘尚发育有单斜辉石反应边，说明新生单斜辉石的形成晚于斜长石（照片 6）。

④岩浆结晶作用特有的反应边结构与地幔橄榄岩特有的粒状镶嵌结构和熔融残余结构共存于本区的地幔橄榄岩中，这说明有晚期岩浆交代作用的叠加。

上述现象不仅见于萨尔托海岩体中，也出现于产富铝铬铁矿的其它岩体中（如新疆洪古勒楞岩体和内蒙贺根山岩体）。可见，这些现象的出现与铬铁矿高铝的特征有密切的生因联系。基性分凝体的广泛出现可作为赋存高铝型铬铁矿的岩体的标型特征，它们从不出现在赋存高铬型铬铁矿的岩体中。

表 3 萨尔托海地幔橄榄岩中新生单斜辉石的化学成分(%)

Table 3. Chemical composition of new-born Cpx from the mantle peridotite in Sartouhai (in percentage)

样 号	岩石名称	SiO_2	MgO	(FeO)	MnO	TiO_2	Al_2O_3	CaO	Cr_2O_3	K_2O	Na_2O	NiO	Mg'	En	Wo	Fs
87Sa-7	二辉橄榄岩	52.96	15.76	1.74	0.27	0.00	2.38	25.00	1.02	0.00	0.07	0.21	94.2	45	52	3
87Sa-7	二辉橄榄岩	52.53	16.68	1.83	0.09	0.04	2.68	23.51	0.88	0.00	0.34		94.6	48	49	3
Y-10	二辉橄榄岩	52.76	15.06	2.88	0.04	0.41	6.15	21.00	0.76	0.00	0.76		90.3	47	48	5
Y-10	二辉橄榄岩	53.59	14.57	2.89	0.09	0.46	6.40	20.72	0.63	0.00	1.39		90.6	47	48	5
Y-11	二辉橄榄岩	51.37	14.28	2.37	0.07	0.28	6.39	22.95	1.33	0.02	1.05		91.5	45	51	4
Y-11	二辉橄榄岩	52.47	14.75	2.12	0.07	0.31	5.65	23.11	1.18	0.03	0.69		92.5	45	51	4
Y-13	二辉橄榄岩	52.48	16.27	1.95	0.08	0.03	3.52	23.71	1.14	0.00	0.12		93.7	45	52	3
Y-13	二辉橄榄岩	53.38	19.39	2.54	0.00	0.01	3.16	20.22	0.97	0.00	0.08		93.2	55	41	4
87Sa-19	含单辉斜辉橄榄岩	53.55	17.23	1.97	0.06	0.03	2.04	23.64	0.92	0.02	0.27		94.0	49	48	3
87Sa 19	含单辉斜辉橄榄岩	53.24	17.32	1.95	0.08	0.05	2.11	23.36	0.97	0.00	0.53		94.1	49	48	3
87Sa-21	含单辉斜辉橄榄岩	53.16	16.86	2.07	0.09	0.07	2.62	23.48	1.01	0.02	0.26		93.6	48	48	4
87Sa-21	含单辉斜辉橄榄岩	52.43	16.44	2.34	0.00	0.00	2.39	24.04	1.37	0.04	0.00	0.14	92.6	47	49	4
87Sa-70	含单辉斜辉橄榄岩	53.75	15.96	2.67	0.00	0.13	3.08	22.95	1.39	0.01	0.63	0.00	91.4	47	49	4
87Sa 70	含单辉斜辉橄榄岩	53.04	15.48	2.24	0.16	0.02	3.28	22.59	1.43	0.04	0.63	0.09	92.5	47	49	4
Sa-26-2	贫辉斜辉橄榄岩	52.50	16.37	1.91	0.12	0.06	2.68	23.48	1.14	0.02	0.39		93.9	48	49	3
Sa-26-2	贫辉斜辉橄榄岩	53.02	17.69	2.28	0.11	0.05	2.55	23.36	0.99	0.00	0.30		93.2	49	47	4
Sa-26-2	贫辉斜辉橄榄岩	53.36	18.15	2.79	0.10	0.08	2.38	23.33	0.92	0.00	0.48		92.1	51	44	5
Sa-26-2	贫辉斜辉橄榄岩	53.60	16.36	1.62	0.22	0.10	1.72	24.39	1.07	0.07	0.09	0.07	94.7	47	50	3
Sa-26-2	贫辉斜辉橄榄岩	53.70	19.76	2.58	0.06	0.00	2.14	19.44	1.00	0.00	0.09	0.38	93.2	56	40	4
Sa-26-2	贫辉斜辉橄榄岩	52.58	16.29	2.19	0.04	0.03	2.40	23.98	1.21	0.06	0.20	0.00	93.0	47	50	3
87-Sa-61	含长斜辉橄榄岩	52.42	16.12	2.51	0.00	0.57	2.36	24.28	1.18	0.00	0.39	0.01	92.0	46	50	4
87-Sa-61	含长斜辉橄榄岩	52.15	16.34	2.53	0.29	0.32	2.84	23.00	0.86	0.00	0.23	0.20	92.0	48	48	4
87-Sa-61	含长斜辉橄榄岩	52.91	16.77	2.63	0.06	0.38	3.15	23.36	1.06	0.00	0.20		91.9	48	48	4
87-Sa-48	含长二辉橄榄岩	52.30	15.72	2.38	0.10	0.55	2.82	23.66	1.30	0.04	0.12	0.00	93.8	46	50	4
87-Sa-37	贫辉斜辉橄榄岩	53.84	16.92	2.23	0.24	0.13	1.41	23.88	1.74	0.08	0.03	0.00	93.1	48	49	3
87-Sa-37	贫辉斜辉橄榄岩	53 01	17.21	2.25		0.04	2.13	23.49	1.11	0.01	0.11	0.00	93.2	49	48	3
87-Sa-37	贫辉斜辉橄榄岩	52.44	17.42	2.29	0.09	0.07	2.77	23.03	1.22	0.00	0.25		93.4	49	47	4
87-Sa-37	贫辉斜辉橄榄岩	53.11	17.75	2.61	0.08	0.00	2.48	22.52	1.04	0.00	0.13		92.4	50	46	4
Sa-21-5	贫辉斜辉橄榄岩	52.55	15.93	2.36	0.00	0.17	3.43	23.45	1.45	0.07	0.81	0.00	92.3	47	49	4
Sa-24-5	贫辉斜辉橄榄岩	51.60	16.67	1.50	0.21	0.04	1.07	24.62	0.99	0.00	0.14	0.00	95.2	47	50	3
Sa-24-5	贫辉斜辉橄榄岩	53.54	17.66	2.38	0.07	0.09	2.68	22.10	1.14	0.00	0.55		93.0	51	46	3

维普资讯 http://www.cqvip.com

维普资讯 http://www.cqvip.com

（2）富铝铬铁矿的形成：萨尔托海铬铁矿矿床曾经历了高度的部分熔融，并伴有高铬铬铁矿的形成，其证据如下：①如前所述，萨尔托海岩体各亚类岩石是石榴石二辉橄榄岩经

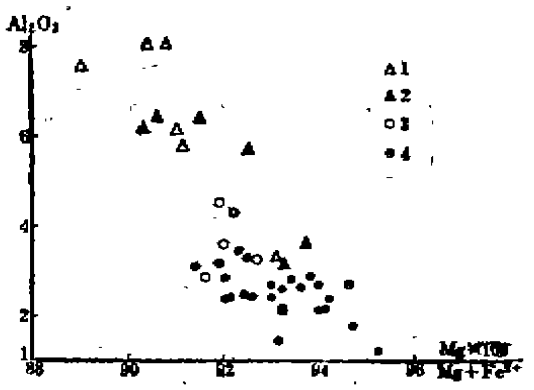


图 6 原生单斜辉石和新生单斜辉石的 Al_2O_3 和 $Mg\times100/(Mg+Fe^{2+})$ 相关图

岩体西部：1—原生单斜辉石；2—新生单斜辉石；岩体东部：3—原生单斜辉石；4—新生单斜辉石

Fig. 6. Correlation between Al_2O_3 and $Mg\times100/(Mg+Fe^{2+})$ of primary Cpx and new-born Cpx.

The western part of the rock body: 1—Primary Cpx; 2—New-born Cpx; the eastern Part of the rock body: 3—Primary Cpx; 4—New-born Cpx.

不同程度熔融形成的残余，而纯橄榄岩-贫辉斜辉橄榄岩杂岩代表较高度部分熔融的产物，纯橄岩中高铬的浸染状铬铁矿的存在提示了岩体经历了高熔阶段；②由于各种造岩矿物均伴随熔融程度的递增而向富镁和富铬的方向演化，故本区矿石中硅酸盐包裹体（Ol, Opx, Cpx）富镁、低铝、铁的特征（表1，图3）为萨尔托海地幔橄榄岩经历了高度熔融提供了另一有力证据。

笔者近年来的研究表明，对富铬型豆荚状铬铁矿床来说，从近矿纯橄岩→浸染状铬铁矿→块状铬铁矿，其铬尖晶石的Cr'值变化不大，且均以富铬为特征，但其Mg'值则递增明显，且以块状矿石中造矿铬尖晶石的Mg'值最高（王希斌等，1987）。矿石中硅酸盐包裹体均以富镁为特征。

令人感兴趣的是，萨尔托海岩体中仅部分浸染状铬铁矿是高铬的（Cr'值为75），而其他矿石及另一部分浸染状矿石均为高铝（Cr'值变化于49—52之间）高镁的（Mg'值63—73）。近矿纯橄岩中的铬尖晶石也以富铝为特征（表4，图7）。

表 4 萨尔托海铬铁矿矿床矿石中及近矿纯橄岩中铬尖晶石平均成分(wt.%)

Table 4. Average chemical compositions (wt.%) of chrome-spinels from the chromite ores and the near-ore dunites

名 称	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	NiO	TiO_2	SiO_2	K_2O	Na_2O	CaO	Cr'	Mg'
块状矿石(19)	26.09	41.56	4.15	11.90	16.63	0.16	0.14	0.25	0.28	0.02	0.01	0.09	52	73
准块状矿石(11)	27.26	40.37		13.44	16.15	0.23	0.17	0.24	0.26	0.04	0.10	0.06	50	70
稠密浸染矿石(6)	27.39	40.60		13.30	16.26	0.15	0.20	0.24	0.24	0.00	0.01	0.02	50	63
中等浸染矿石(10)	28.02	40.20		13.76	15.32	0.12	0.29	0.27	0.09	0.01	0.04	0.03	49	71
近矿纯橄岩(10)	26.19	38.96		17.60	13.18	0.42	0.22	0.22	0.21	0.05	0.08	0.04	45	58

注：括号内为样品数

若将萨尔托海铬铁矿的上述特征与富铬型铬铁矿相比，可以发现若干异常现象：①部分浸染状铬铁矿是高铬的，而其它铬铁矿反而是高铝的；②富铝的造矿铬尖晶石与富镁的硅酸

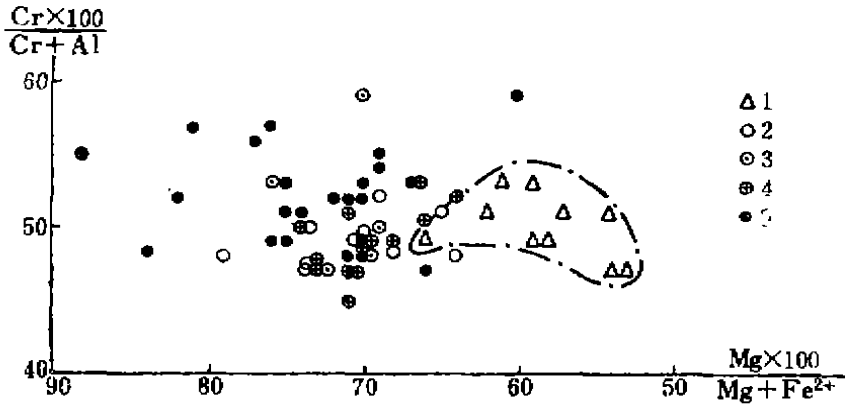


图 7　矿石及近矿纯橄岩中铬尖晶石的$Cr\times100/(Cr+Al)$和$Mg\times100/(Mg+Fe^{2+})$相关图

1—在近矿纯橄岩中；2—在中等浸染矿石中；3—在稠密浸染矿石中；4—在准块状矿石中；5—在块状矿石中

Fig. 7. Correlation of $Cr\times100/(Cr+Al)$ and $Mg\times100/(Mg+Fe^{2+})$ of chrome-spinel from ores and near-ore dunite.

1—In near-ore dunite; 2—In moderately-disseminated ore; 3—In densely-disseminated ore; 4—In roughly massive ore; 5—In massive ore.

盐包裹体成分不协调；③块状矿石中造矿铬尖晶石是富镁的，但却不富铬，反而是富铝的；④近矿纯橄岩中的富铝铬尖晶石与远矿纯橄岩中富铬的铬尖晶石成分不协调。与富铬型铬矿床相比，其共同之处是大多数造矿铬尖晶石的 Mg′ 值仍较高（63—73），且高于近矿纯橄岩中副矿物铬尖晶石的该比值（58）。

综上所述不难看出，富铝的造矿铬尖晶石和副矿物铬尖晶石（近矿纯橄岩中）与富铬的造矿铬尖晶石（浸染状铬铁矿）并非同一熔融事件的产物，否则将无法解释上述异常现象。作者的研究表明，高度熔融形成了富铬的铬铁矿，它们遭受后期基性熔体的交代，使其Cr′值明显降低，从而改造成富铝的铬铁矿。基性熔体未能改变铬尖晶石的MgO含量，故其Mg′值仍较高。高铬的铬铁矿可视为基性熔体的交代残余。

（3）富铝铬铁矿形成的物理化学制约：萨尔托海岩体中伴生的橄长岩、辉长岩脉为石榴石二辉橄榄岩部分熔融形成的同源熔出物。可能因受变形程度的制约[22]，这部分熔出物未被抽出，而呈间隙熔体停留在地幔橄榄岩中，并参与了对橄榄岩和富铬造矿组分的交代作用。

根据新生单斜辉石中Al_2O_3含量的计算得知，其平衡温度为858.43—1057.59℃，平衡压力主要为0.92—1.83GPa，均低于原生单斜辉石用同法计算所得的相应值（平衡温度为889.4—1283.5℃，平衡压力主要为1.1—2.4GPa）。因此，橄榄岩中的原生矿物和富铬造矿组分与间隙熔体之间处于不平衡状态，必然导致交代作用的发生，以期达到新的再平衡。新生单斜辉石的反应边及填间斜长石均为基性熔体交代的产物。橄榄岩中新生斜长石的出现意味着熔体中较高的Al_2O_3含量，它降低了铬尖晶石的Cr/Al比值[12]。当岩浆与铬铁矿平衡时，岩浆中Al_2O_3的浓度超过CaO和Na_2O的浓度，则不能形成斜长石，多余的Al_2O_3必将影响铬铁矿的Cr/Al比值[3]，使其向富铝的方向演化。

维普资讯 http://www.cqvip.com

铬尖晶石为一固熔体，其分子式为 $(Mg, Fe)(Al, Cr, Fe)_2O_4$。在阿尔卑斯橄榄岩中，尖晶石处于饱和镁硅酸盐系统中可受到缓冲，其Fe/Mg比值稳定。因此，尖晶石的Fe/Mg比值不易受交代作用的影响；故变化小，主要表现为Cr/Al比值的变化[12]。当铬铁矿与流体接触时，较小的温压变化也将引起铬铁矿Cr/Al比值的明显变化[12]。因此，当在较高温压下形成的富铬的造矿组分与在较低温压下形成的基性熔体相接触时，熔体中大量的铝将置换铬尖晶石中的铬，将其改造成富铝的铬铁矿，而残留下富铬的铬铁矿（如某些浸染状铬铁矿）。基性熔体未能改变铬尖晶石的MgO、FeO含量，致使萨尔托海铬铁矿具有富铝富镁的特点。

Fo-Di-An-Qz四元系实验为本区富铝铬铁矿的形成提供了理论依据。实验表明，当熔体在平衡条件下结晶时，尖晶石与橄榄石和斜长石起反应，将产生一个残余的高铬尖晶石[7,23]。Turner和Verhoogen(1960)[24]将反应式写作：

$$3Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 + Cr_2O_4 \rightleftharpoons CaMgSi_2O_6 + 3MgSiO_3 + 2Mg(Al, Cr)O_4$$

Ol Ca-pl Cpx Opx Sp

右侧分子体积增大，故高压有利于反应向右进行，形成铝铬铁矿，低压反应向左进行，形成橄长岩。反应未完全消耗铬尖晶石固熔体[13]，而仅仅影响其成分[1]。上式可近似地表示了萨尔托海富铬铬铁矿与基性熔体（结晶成橄长岩）起反应，从而形成富铝铬铁矿的过程。

基性熔体的Al_2O_3含量是影响铬尖晶石Cr'值降低的主要因素。正如Par Collette Maurel等（1983）[25]曾指出的，铬尖晶石的Al_2O_3含量与处于平衡的硅酸盐熔体的Al_2O_3含量的关系可用公式表示：$(Al_2O_3)_{sp} = (Al_2O_3)_{liq}^{2}[0.0377 - 0.00042(Fe_2O_3)_{sp}]$。须指出，萨尔托海地幔橄榄岩残余矿物组合中铝透辉石（Al_2O_3 3.23—8.05%）和铝顽火辉石（Al_2O_3 1.38—2.56%）的存在，可能是形成大量基性熔体的必要条件。

综上所述，萨尔托海铬铁矿的形成包括两个阶段，第一阶段是原始地幔岩经高度熔融形成富铬的造矿组分（即富铬的铬铁矿）；第二阶段是富铬铬铁矿被基性熔体交代并形成富铝铬铁矿。根据新生单斜辉石的温压计算得知，基性熔体的交代属地幔交代作用。不难看出，原始地幔岩的高度熔融以及基性熔体的形成并得以保存在橄榄岩中是本区富铝铬铁矿形成的先决条件。

参 考 文 献

[1] Thayer, T. P., 1946, Preliminary chemical correlation of chromite with the containing rock: Econ. Geol., Vol. 41, pp. 202—217.

[2] Leblanc, M. and Violette, J. F., 1983, Distribution of Aluminium-Rich and Chromium-Rich chromite pods in ophiolite peridotites: Econ. Geol., Vol. 78, No. 2, pp. 293—301.

[3] Thayer, T. P., 1967, Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes: Ultramafic and related rocks, John Wiley & Sons, Inc., pp. 222—239.

[4] Thayer, T. P., 1969, Gravity differentiation and magmatic reemplacement of podiform chromite deposit: Econ. Geol. Monograph, 4, pp. 132—146.

[5] Golding, H. G., and Johnson, K. R., 1971, Variation in gross chemical composition and related physical properties of podiform chromite in the Coolas district, N. S. W., Australia: Econ. Geol., Vol. 66, pp. 1017—1027.

〔6〕 Neary, C. R., and Brown, M. A., 1979, Chromites from the Al'Ays complex, Saudi Arabia, and Semail complex, Oman: Institute of Applied Geology, Kingdom of Saudi Arabia: Bulletin 3, pp. 193—205.

〔7〕 Thayer, T. P., 1977, Chromite crystallization in the join Mg_2SiO_4—$CaMgSi_2O_6$—$CaAl_2Si_2O_8$—$MgCr_2O_4$—SiO_2: Carnegie Inst. Wash. Yearb., 76, pp. 465—472.

〔8〕 Thayer, T. P., 1970, Chromite segregations as petrogenetic indicators: Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ., 1, pp. 380—390.

〔9〕 Yuan Qilio, 1966, The genetic connection between the segregation veins of troctonite—diallage—gabbro and chromite, Scientia Geologica Sinica, No. 1, pp. 32—49.

〔10〕 Hock, M., Friedrich, G., and Plüger, W. L., Wichowski, A., 1986, Refractory and metallurgical type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, philippines: Mineralium Deposita, 21, pp. 190—199.

〔11〕 Malpas, J., and Strong, D. F., 1975, A comoarison of chrome-spinels in ophiolites and mantle diapirs of Newfoundland: Geochi. Cosmpchi. Acta, Vol. 39, No. 6/7, pp. 1045—1060.

〔12〕 Dickey, J. S. Jr. and Yoder, H. S. Jr., 1971, Partitioning of aluminium and chromium between clinopyroxene and spinel: Carnegie Inst. Wash. Yearb. 71, pp. 384—392.

〔13〕 Irvine, T. N., 1967, Chromian spinel as petrogenetic indicator, Ⅱ, Petrologic application: Can. Jour. Earth Sci., 4, pp. 71—103.

〔14〕 Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984, Chromium spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas: Cont. Miner. Petrol., Vol. 86, No. 1, pp. 54—76.

〔15〕 Wang Kibin and Bao Peisheng., 1987, Discussion on the genesis of the podiform chromite deposit——with the Luobosa chromite deposit (Tibet) as an example: Acta Geologica Sinica, No. 2, pp. 166—184.

〔16〕 Ardot, N. J., 1977, Ultramafic maginas and high—degree melting of the mantle, Cont. Miner. Petrol., Vol. 64, No. 2, pp. 205—221.

〔17〕 Mysen, B. O. and Kushito, I., 1977, Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle: Amer. Miner., Vol. 62, pp. 834—865.

〔18〕 Scatf, C. M. and Mysen, B. O., Rai, C. S., 1979, Invariant melting behavior of mantle material: partial melting of two lherzolite nodules: Carnegie Inst. Wash. Yearb., 78, pp. 498—501.

〔19〕 Boyd, F. R. and England, J. L., Davis, B. T. C., 1964, Effect of pressure on the melting and polymorphism of Enstatite, $MgSiO_3$: Jour. Geophy. Res., Vol. 69, No. 10, pp. 2101—2109.

〔20〕 Weertman, J., 1972, Coalescence of magma pockets into large pool in the upper mantle: Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 83, pp. 3531—3532.

〔21〕 Maaløe, S. and Printzlau, I., 1979, Nature partial melting of spinel lherzolite: Jour. Petrol., Vol. 20, No. 4, pp. 727—740.

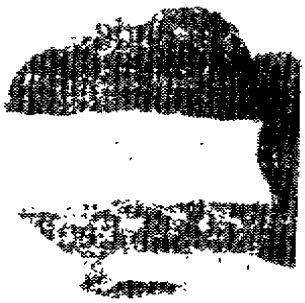
〔22〕 Ringwood, A. E., 1975, Composition and petrology of the earth's mantle: McGraw—Hill, Inc. U. S. A., pp. 83—84.

〔23〕 Osborn, E. F. and Tait, T., 1962, The system diopside-forsterite-anorthite: Amer. Jour. Sci., Bowen Vol. 251A, pp. 413—433.

〔24〕 Turner, F. J. and Verhoogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology, McGraw—Hill, New York.

〔25〕 Par Colette Maurel., Pierre Maurel., 1983, Influence du fet ferriqu sut la distribution de l'aluminium entre bain silicate basique et spinelle chromiferе: Bull. Mineral, 106, pp. 623—624.

维普资讯 http://www.cqvip.com



1



2



3a



3b



5



6

1．矿体（黑色）被绿泥石薄壳（灰白色）包围，薄壳外围为纯橄岩（灰色），三者之间界线截然。采自12矿群、矿石磨光面

2．橄榄岩中的熔融残余结构：高熔残余的纯橄岩（黑色）中有低熔残余斜辉橄榄岩（灰白色）的残余体。样品号 87Sa-19，岩芯，采自 11矿群

3．斜辉橄榄岩中的后成合晶结构，采自13矿群，d = 4.6mm，单偏光，

（a）透辉石（Di）与铬尖晶石（黑色，蠕虫状）组成后成合晶

（b）斜方辉石（绢石，Bas）与铬尖晶石（黑色，蠕虫状）组成后成合晶

4．蛇纹石化斜辉橄榄岩中，新生透辉石（Di）呈锯齿状分布于斜方辉石（绢石，Bas）边缘。Ser—蛇纹石化橄榄石；Sp—铬尖晶石。采自11矿群，d = 4mm，正交偏光

5．斜辉橄榄岩中的反应边结构：新生透辉石（Di）构成反应边分布于斜方辉石（绢石，Bas）的周围。采自17矿群，d = 1.2mm，正交偏光

6．含长贫辉斜辉橄榄岩中新生斜长石被绿泥石（Chl）和石榴石（Gar）集合体所置换。新生透辉石（Di）呈反应边分布于绢石（Bas）和斜长石周围。采自 1 矿群，d = 4mm，单偏光

维普资讯 http://www.cqvip.com

A NEW IDEA ABOUT THE GENESIS OF THE ALUMINIUM -RICH PODIFORM CHROMITE DEPOSIT—WITH THE SARTUOHAI CHROMITE DEPOSIT OF XINJIANG AS AN EXAMPLE

Bao Peisheng, Wang Xibin, Hao Zhiguo and Peng Genyong

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Zhang Rangmin, Chen Qingzhi and Yang Tinghui

(No. 7 Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang, Wusu County, Xinjiang)

Abstract

The Sartuohai chromite deposit occurs in the mantle peridotite of the Sartuohai ophiolite block. The Cr_2O_3 and Al_2O_3 contents of the chromite ores vary from 37 to 45% and from 20 to 31% respectively, indicating that the deposit is a Al-rich podiform chromite one.

Like other Al-rich chromite deposits, the Sartuohai chromite deposit is intimately associated with a suite of troctolite and gabbroid which has a close genetic connection with the chromite deposit. In addition, the chromite orebodies are generally enclosed with a thin crust of chlorite.

The formation of the Al-rich chromite in this area comprises two stages. During the first stage, the ore-forming materials rich in chromium (Cr-rich chromite) were formed by the high-degree melting of the primary pyrolite and the melting was accompanied by two parallel modification and reformation processes: the $Mg\times100/(Mg+Fe^{2+})$ ratio of the silicate minerals (Ol, Opx, Cpx) progressively rose with the gradual heightening of the degree of melting: the $Cr\times100/(Cr+Al)$ ratio of the accessory spinel also successively rose with the gradual heightening of the degree of melting. At the second stage, the Cr-rich chromite was replaced by the basic melt, giving birth to the Al-rich chromite deposit. The replacement was also accompanied by the formation of the new-born clinopyroxene and plagioclase.

Therefore, the high-degree melting of primary pyrolite and the formation and preservation of the basic melt in the peridotite also make up the prerequisite for the formation of the Al-rich chromite deposit in Sartuohai.